

Formes d'Erosion Actuelles et Récentes du Bassin-Versant de l'Eglise (Les Arcs, Bourg-St.-Maurice) dans les Alpes Françaises du Nord

Tamio CHINEN* et Jean-Claude THOURET**

1. Introduction

Dans la région de Bourg-Saint-Maurice (Tarentaise, France, Fig.1), l'intensité des mouvements du sol et de masse sur les versants est appréciable, mais difficilement mesurable. Toutefois, les déformations subies par la conduite E.D.F. sur le versant de la forêt de Malgovert et les coulées boueuses de La Ravoire au printemps 1981 ont attiré l'attention publique sur les problèmes techniques posés par la stabilité de ces bassins-versants, particulièrement ceux de la rive gauche

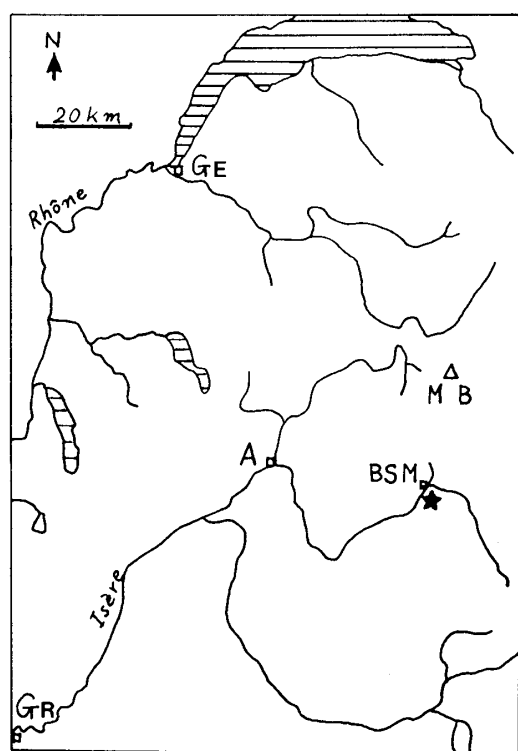


Figure 1 Croquis de localisation

(Astérisque): Site étudié, BSM: Bourg-Saint-Maurice,
A: Alvertville, GR: Grenoble, MB: Mont Blanc, GE:
Genève.

de l'Isère (Ravoire, Eglise, St Pantaléon, 2700 à 700 m d'altitude). Bien que les facteurs naturels restent une cause importante d'événements catastrophiques, l'impact humain lié à la construction de stations de ski a provoqué récemment de nombreuses polémiques (par exemple, Huchon, 1982). En effet, la station des "Arcs 1600" dont la construction a débuté vers 1970, se situe dans la partie supérieure du bassin de La Ravoire. Deux autre stations (Arcs 1800 et Arcs 2000) ont été construites par la suite. Or, de petites coulées sont survenues dès 1970 et la catastrophe de La Ravoire s'est produite les 31 Mars et 1er Avril 1981.

Cette étude a été conduite pour mieux comprendre et déterminer l'état géomorphologique d'instabilité ou de stabilité du bassin-versant de l'Eglise. Une carte des formes d'érosion détaillée peut constituer un outil indispensable pour déterminer le risque d'érosion induit par les stations de ski.

* Ryutsu Keizai University

** Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, France

2. Site étudié

La plus grande partie de la rive gauche de l'Isère au Sud de Bourg-Saint-Maurice est taillée dans les schistes du Houiller, tandis que la partie supérieure, incluant la crête, est constituée de quartzites et de gneiss (Fig. 1, 2). La crête culmine à l'Aiguille Grive (2735 m). Au-dessous de la crête s'étagent la barre rocheuse, des talus d'éboulis, des alpages et la forêt. Le versant des Arcs 1600 et 1800 correspond à l'ubac. Le contraste entre cet ubac et celui de l'adret en rive droite est moins accentué qu'ailleurs. Toutefois, le versant de la rive gauche est moins peuplé que l'autre, si l'on ne compte pas les stations des Arcs. La forêt recouvre davantage la rive gauche, bien que la construction des pistes de ski aient entraîné un déboisement important. Les cultures ont remplacé la végétation originale sur une grande partie de la rive droite de l'Isère.

La forme en plan du bassin-versant, long de 5 km, de 800 à 2500 m d'altitude, ressemble à un amphithéâtre, large en haut (2 km) et en entonnoir étroit en bas (0.5 km) (Fig. 2). Le bassin-versant recouvre approximativement 5km² (470 ha). Quatre grandes unités physiographiques le forment: des crêtes et parois ourlées de talus d'éboulis (2500-2200 m); un gradin moins raide mais encore essentiellement rocheux (2200-2000 m); un système de versants raides, en partie forestiers, en partie défrichés, construits et déformés (2000-1500 m); un système de versants raides, forestiers ou agricoles et déformés (1500-850 m); enfin, un cône de déjection à la confluence de l'Isère (850-750 m).

Nous ne possédons pas de données climatiques suffisantes sur le bassin-versant. A Peisey-Nancroix, qui est situé à 10 km au Sud des Arcs et culmine à 1400 m d'altitude, la température a des moyennes mensuelles négatives de décembre à février. En janvier, elle chute jusqu'à -1°C puis elle augmente jusque vers 15°C en juillet (Nicoud, 1987). La température du bassin-versant de l'Eglise peut varier entre 2°C en bas et -6°C en haut en janvier, et entre 18°C en bas et 10°C en haut en juillet dans l'hypothèse où l'on considère que le gradient thermique est de 0.5°C pour une élévation de 100 m. La moyenne annuelle des précipitations sur 20 ans (1961 - 1984) dans la région de Bourg-Saint-Maurice est d'environ 1000 mm (Nicoud, 1987), bien que le total pluviométrique doit être plus élevé dans la partie supérieure du bassin. Hormis l'été (juillet - septembre), une partie du bassin-versant est couverte d'un manteau neigeux qui persiste normalement d'octobre-novembre à mai-juin et qui peut atteindre 3 m d'épaisseur.

L'étagement de la végétation dans le bassin-versant est classique, sans être très contrasté (en ubac). La crête sommitale est presque dénudée et appartient à l'étage alpin (névés estivaux exposés au Nord et pelouse réduites sur des versants abrités). La zone en-dessous de 2200-2100 m d'altitude est occupée par des landes subalpines de transition, puis par des forêts de conifères (mélèze, épicéa, sapin) et par des aulnes, notamment dans les secteurs humides.

3. Elaboration de la carte des formes d'érosion

3.1. Conception fondamentale

Une carte géomorphologique poursuit deux finalités, l'une fondamentale, l'autre appliquée. La

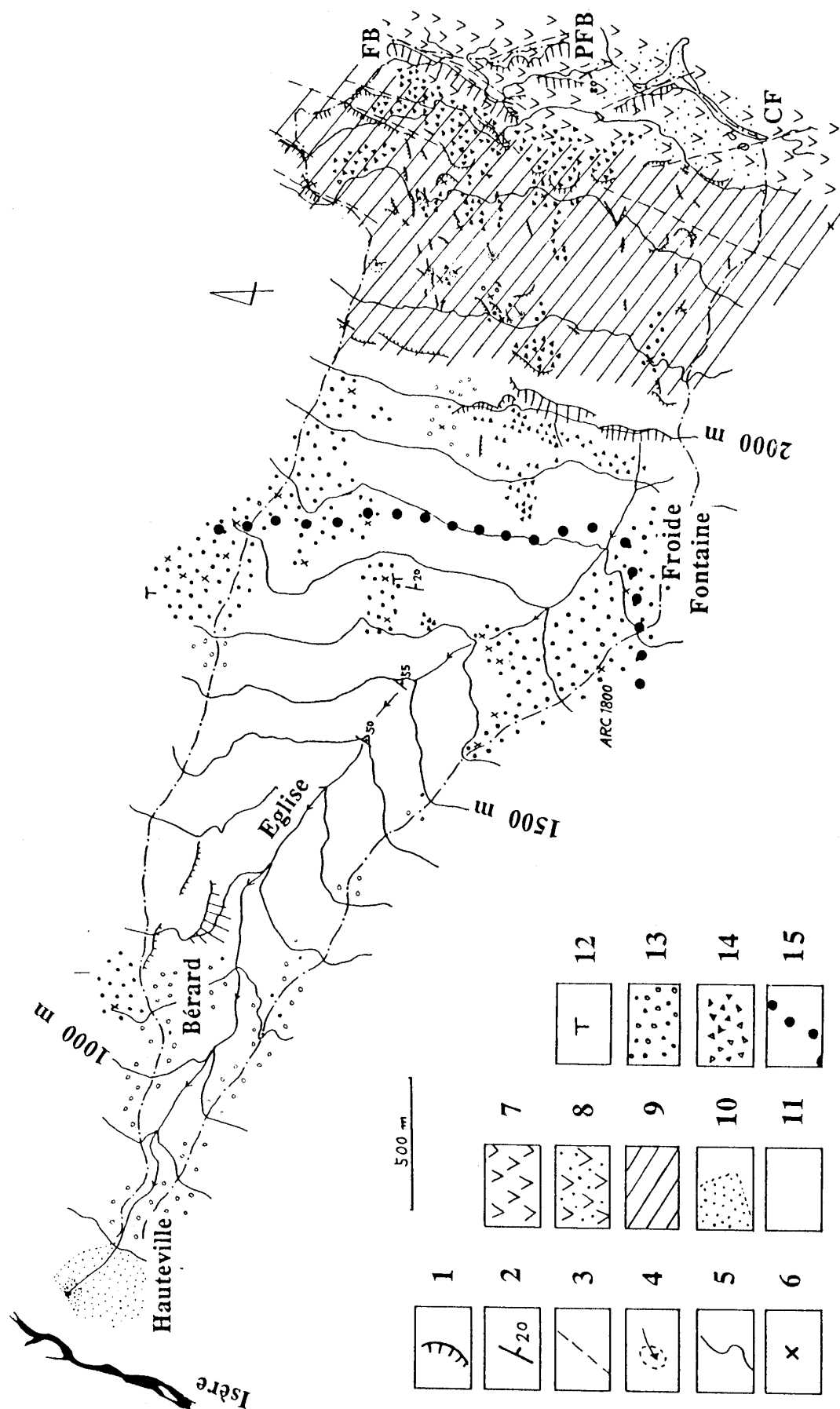


Figure 2. Carte simplifiée géologique et morphologique du bassin-versant de l'Eglise

- 1: Escarpement, 2: Direction et inclination, 3: Linéament, 4: Dépression de terrain, 5: Courbes de niveau (équidistance des courbes: 100 m), 6: Affleurement examiné, 7: Quartzite moins fracturé, 8: Quartzite fracturé, 9: Gneiss, 10: Cône de déjection, 11: Schiste, 12: Travertin, 13: Dépôt morainique, 14: Amas de blocaille, 15: Limite inférieure de domaine skiable, FB: Pointe du Fond Blanc, PFB: Pointe du Petit Fond Blanc, CF: Col des Frettes.

carte synthétique répond à la première finalité, tandis que la carte des zones d'instabilité poursuit la seconde. Comme la carte géologique, ce type de carte fournit des informations fondamentales, notamment dans le domaine du génie civil. La carte des formes d'érosion fournit des informations utiles pour déterminer l'état de risque d'érosion éventuelle. Les aspects géodynamiques, comprenant les processus morphodynamiques et morphogéniques sont donc essentiels et doivent figurer sur la carte.

L'échelle 1/5000^e a été choisie pour deux raisons:

- une très grande échelle convient à l'aménagement, en particulier celui des stations de ski;
- une grande échelle semble pratique pour le travail pluridisciplinaire du groupe (LAMA, Université de Grenoble I) et convenable pour la méthodologie choisie (cartes thématiques détaillées et carte de synthèse).

La figure 3 montre la conception globale qui a présidé à l'élaboration de la carte. Nous avons d'abord interprété les photos aériennes les plus récentes et agrandies (X 3 à X 8, stéréoscope Wild). Les clichés panchromatiques datent du 22 août 1982. La photo-interprétation a été suivie par le travail de terrain (1987-90). Nous avons examiné chaque forme d'érosion localisée sur la carte topographique. L'opération a été complétée par un aller-retour entre la photo-interprétation et le travail sur le terrain, auquel s'est adjointe la compilation des travaux antérieurs.

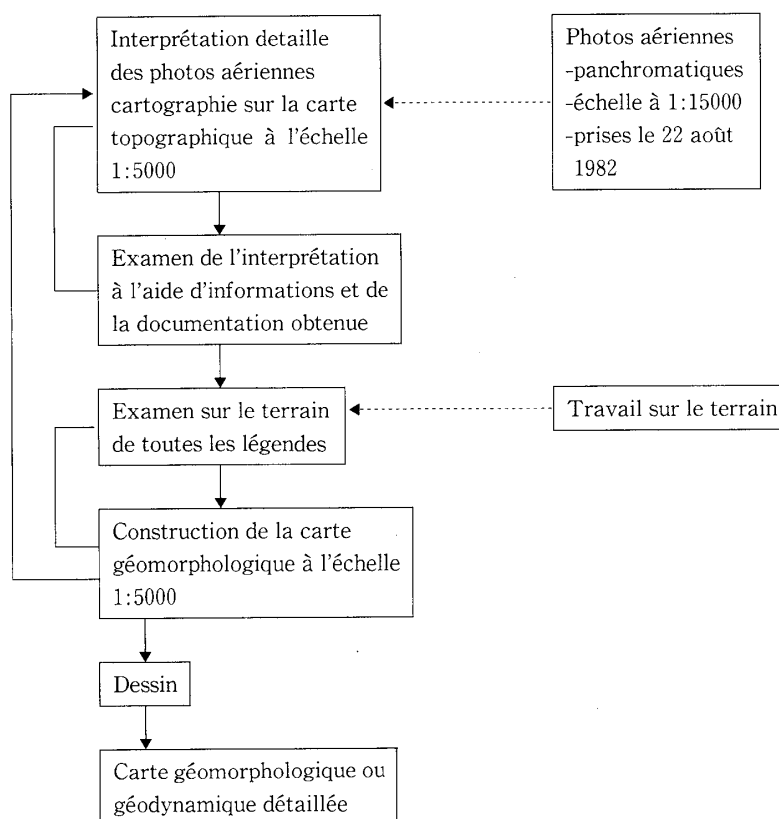


Figure 3 Conception de l'opération pour la carte des forme d'érosion

3.2. Légende de la carte

3.2.1. Trois catégories de processus d'érosion

La dimension et l'âge des processus morphologiques sont variables dans le temps et l'espace. Des formes d'érosion et des dépôts discernables actuellement sont liés d'une part aux processus actuels et d'autre part aux processus anciens. En fait, les processus morphogéniques et morphodynamiques hérités et actuels coexistent dans le bassin-versant, où l'étendue, le type et l'âge des formes sont très variables spatialement. Les formes d'érosion ou dynamiques les plus anciennes datent probablement du Tardiglaciaire.

Nous avons tout d'abord établi trois catégories de processus d'érosion: les processus élémentaires, les processus mixtes ou composés et les processus créés par l'intervention anthropique (Fig. 4). Ces trois groupes de processus ont ensuite été classés selon les types et la vitesse du déplacement du matériau qu'ils mobilisent.

3.2.2. Processus élémentaires

Parmi le groupe des processus élémentaires, nous avons subdivisé le processus brutal, qui correspond au déplacement d'énormes masses à évolution très rapide, comme une coulée de débris et un glissement de terrain catastrophique; et le processus non brutal est souvent lent ou insidieux. Les essais de classification terminologique des processus de déplacement rapide de blocs sur les versants ne concordent pas toujours (Baulig, 1970, p.22; CILF, 1979). Ces derniers ont été employés, pour distinguer les éboulements (processus répétés), les écroulements (brutaux et instantanés) et les glissements (lents, plutôt des matériaux meubles).

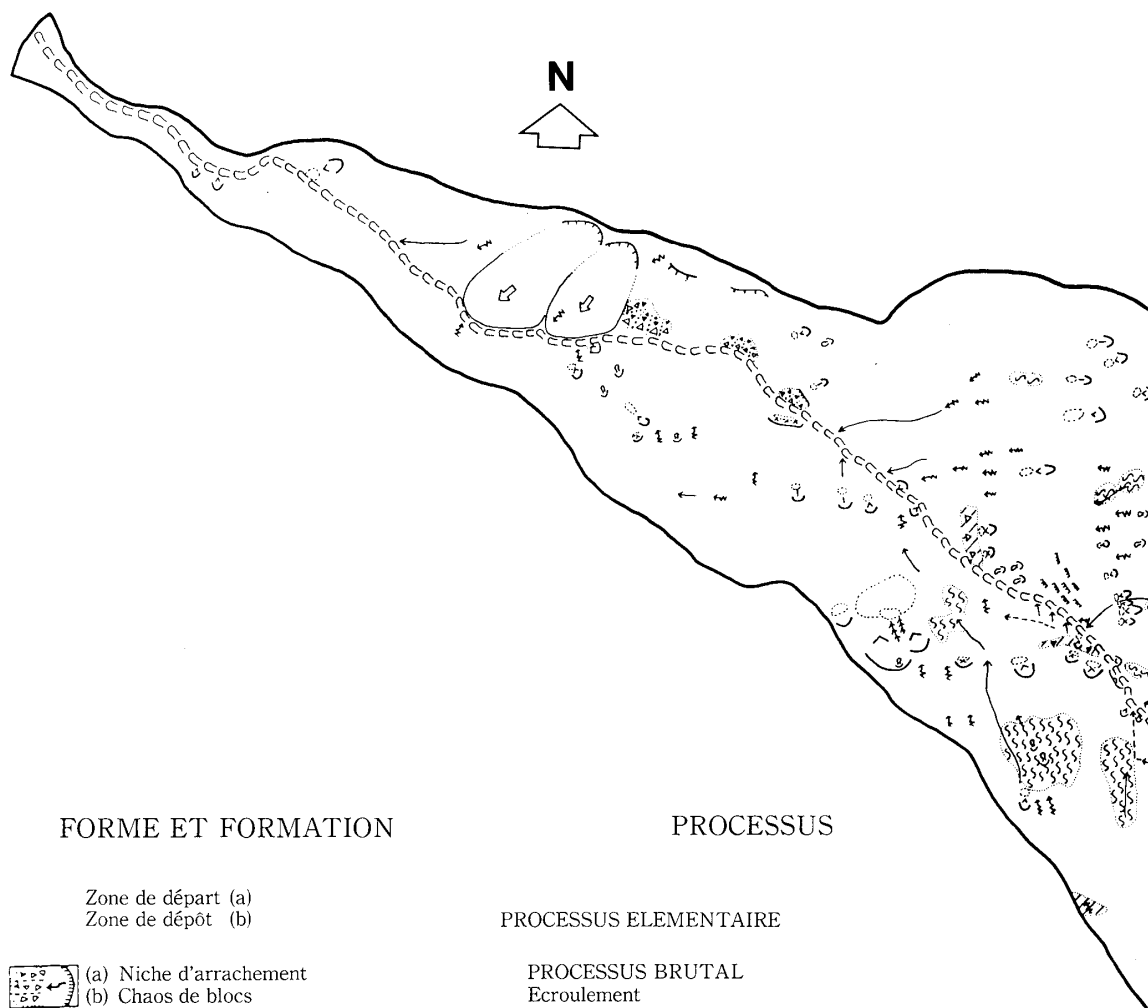
3.2.2.1. Ecoulement

Un amas de gros blocs de gneiss et schiste et une minorité de quartzites est observé au-dessous de la rupture de pente majeurs vers 2000 m (Fig. 4): le plus souvent anguleux, ils atteignent un diamètre métrique à 5-6 m. La cicatrice d'arrachement se voit clairement sur l'escarpement au-dessus du talus. Une partie des blocs écroulés est localisée au pied de la zone d'arrachement, mais la majorité s'étend à l'aval jusqu'à 1800 m d'altitude (Photo 1). L'ensemble du chaos de blocs est pauvre en matrice et de granulométrie hétérogène. Les gros blocs sont couverts par endroit par la végétation, souvent par des arbres. Un replat très net apparaît dans ce champ de blocs.

Le processus responsable du transport de blocs est l'écroulement. Les caractéristiques géomorphologiques suggèrent qu'un glissement de terre rotatif a succédé au premier écroulement de gros blocs en produisant le replat. Toutefois, le plan de glissement n'est pas observable, ni sur le plan topographique ni sur le plan de rotation sur le terrain.

3.2.2.2. Eboulisation

Le terme ébouilisation est utilisé pour un processus répétitif de production de débris le plus souvent rocheux se déplaçant rapidement, sans participation directe de l'eau courante. La présence de talus d'éboulis au pied d'une barre rocheuse près de la crête sommitale suggère que la chute fréquente de pierres est le processus prédominant sur cette crête. Ce processus, dont l'agent est la pesanteur, se manifeste plus activement sur la barre de quartzites massives que sur celle de gneiss, car ces quartzites sont fracturées et souvent triturées par un diaclasage intense, à tel point que la roche paraît parfois pourrie ou réduite à un facies granuleux non cohérent. Le















FORME ET FORMATION

PROCESSUS

Zone de départ (a)
Zone de dépôt (b)

PROCESSUS ELEMENTAIRE

-  (a) Niche d'arrachement
(b) Chaos de blocs
-  (a) Cicatrice
(b) Talus d'éboulis
-  (a) Niche d'arrachement nue
(b) Tablier de blocs recouverts
-  (a) Niche d'arrachement végétalisée
(b) Tablier de blocs recouverts
-  Coulée, bande de pierres
-  Protalus-rampart
-  Glacier rocheux
-  (a) Niche d'arrachement-décollement
(b) Pente boursouflée, bourrelet frontal
-  Loupe de solifluxion
-  Rigoles
-  Ravins
-  Cône de déjection à l'aval

PROCESSUS BRUTAL

Ecoulement

PROCESSUS NON BRUTAL

Eboulisement fréquente et rapide
Chute de pierres

Eboulements

Eboulement actuel

Eboulement récent

Gélifluxion et gélireptation fluage d'éboulis lent ou très lent

Glissement de terrain lent

Solifluxion et gélifluxion lentes

Ruissellement

Ruissellement diffus

Ruissellement concentré

Ravinement lent à rapide

PROCESSUS MIXTE OU COMPOSE

- (a) Niche d'arrachement sans végétation
(b) Dépôt évacué
- Terrassettes, pieds de vache

Erosion torrentielle

Processus très lent, peu actif, dominé par la pédogénèse
Reptation

PHENOMENES DIRECTEMENT CREES
PAR L'INTERVENTION ANTHROPIQUE

Remblai des routes, à blocs dispersés

Ruissellement diffus par abandon du réseau de drainage

Ruissellement sur zones recouvertes

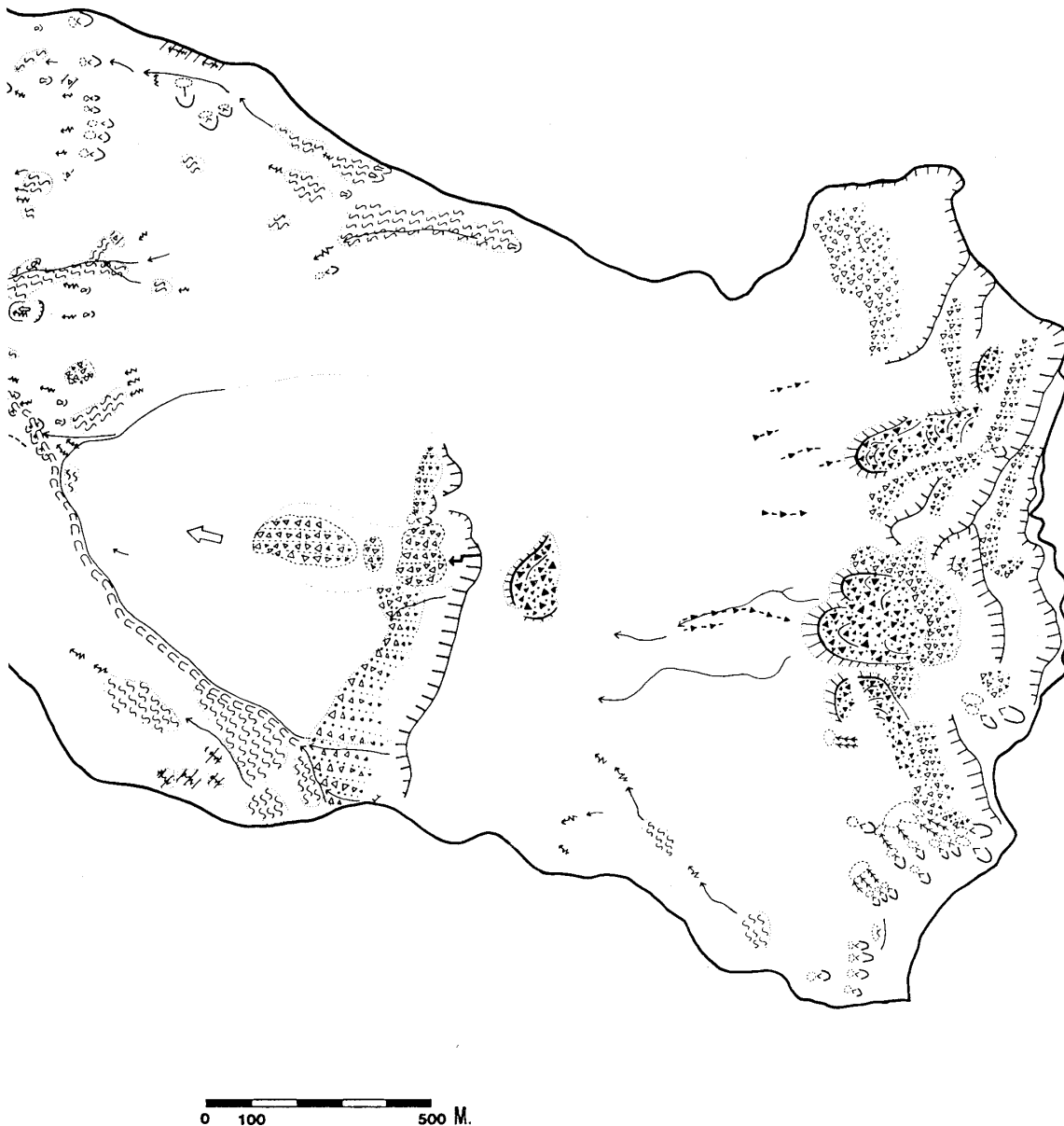


Figure 4 Carte des forme d'érosion du bassin-versant de l'Eglise

talus d'éboulis au pied de la barre de quartzites fracturés est formé de matériaux plus ou moins frais: graviers, cailloux et sables. En revanche, la chute de pierres sur la barre de gneiss est moins active, car la pente est presque régularisée.

Le talus d'éboulis au pied de l'importante rupture de pente, à 2000m d'altitude au centre du bassin-versant résulte en partie du phénomène de solifluxion liée à l'action de l'eau d'imbibition. Les matériaux superficiels peu végétalisés sont localisés le long de l'écoulement aux alentours de Froide Fontaine, suggérant la mobilisation plus ou moins active des débris du tablier.

3.2.2.3. Eboulement

L'éboulement n'est pas le processus le plus intense dans ce bassin-versant: la plupart des matériaux éboulés mesurent environ 50 à 200 m². La profondeur de la niche d'arrachement actuel atteint 0.5 à 2 m de profondeur. Cette faible profondeur suggère que la cicatrice topographique de l'éboulement (niche d'arrachement) n'est pas longtemps préservée. Il n'est donc pas facile de retrouver la trace des anciens éboulements sur la pente.

Nous avons divisé le processus d'éboulement en deux types, actuel et récent. Le premier type a souvent pour caractéristique une niche d'arrachement sans couverture végétale. Le second type possède une niche d'arrachement souvent végétalisée. Quoique d'âge imprécis, les arbres colonisant alors ces tabliers d'éboulis ne dépassent pas 50 ans apparemment.

Le processus d'éboulement est observé dans deux zones particulières. La première correspond à la zone de quartzites pourri et/ou trituré sur la crête sommitale (Photo 2); la seconde s'étend entre 1350 et 1750 m d'altitude (Photo 3). Ces deux zones ont pour caractère commun la texture des matériaux qui les composent, des blocs, graviers et une matrice sableuse.

3.2.2.4. Gélifluxion et gélireptation entraînant le fluage d'éboulis

Gélifluxion et gélireptation désignent le processus responsable du déplacement des matériaux sous l'action principale de la glace interstitielle (plus ou moins volumineuse) ou les processus périglaciaires de gel/dégel. Les termes gélifluxion et gélireptation sont différents de solifluxion et gélifluxion lente qui désignent ici un déplacement par intervention de l'eau.

Dans la zone relativement moins raide, plus précisément entre la barre rocheuse de quartzite et la rupture de pente majeure vers 2000 m d'altitude, existent des bandes de pierres (Photo 4). Orientées perpendiculairement aux courbes de niveau, les bandes de pierres se localisent dans le talweg, zone plus ou moins humide. Il s'agit de blocs de quartzite angulaires dont la texture est similaire à celle de la formation superficielle du glacier rocheux. Ces bandes ne sont pas colonisées par le pelouse.

La localisation et l'absence de végétation sur les bandes de pierres suggèrent deux processus possibles. D'une part, il semble que la gélifluxion puisse déplacer linéairement les pierres. D'autre part, l'écoulement de l'eau plus ou moins brutal en été s'oppose à la colonisation végétale. Le premier processus prédomine car les pierres le long du talweg sont de grande dimension (jusqu'à 2 m de diamètre) et, par conséquent, la capacité de transport de l'eau courante paraît trop faible pour déplacer ces pierres. Elles sont peut-être héritées d'éboulis fluants, actuellement très peu actifs.

Dans le bassin-versant, un protalus-rempart portant un bourrelet et ayant une morphologie modifiée artificiellement se situe en bordure du pied de la Pointe de Fond Blanc (Fig. 4). Il se

différencie morphologiquement des talus d'éboulis par la présence du bourrelet. Ce protalus-rempart peut être rangé dans les glaciers rocheux lobés (White, 1981) ou peut être considéré comme une moraine de névé.

On observe actuellement trois glaciers rocheux inactifs ou très peu actifs. La forme des glaciers rocheux est celle d'une langue au front abrupt (30 - 40°). L'un des trois, Arpette Nord (Photo 5) a un axe longitudinal perpendiculaire aux courbes de niveau et à la ligne de crête. L'escarpement l'alimente probablement en débris rocheux par "cryoclastie". En revanche, l'axe longitudinal des autres glaciers rocheux est oblique par rapport à la ligne de crête. Les trois glaciers rocheux exhibent une micro-topographie caractéristique: des crêtes et sillons parallèles ou obliques aux courbes de niveau et un front raide. Les blocs couvrant les glaciers rocheux sont des quartzites, indiquant leur provenance de la crête sommitale. Un autre caractère sédimentologique des glaciers rocheux se manifeste dans le grano-classement inverse des dépôts (gros blocs de la couverture et matériaux plus fins des couches inférieures; Photo 6). Ces glaciers rocheux ne semblent pas actifs pour plusieurs raisons: ils sont colonisés par les lichens, la pente du front est plus faible que celle des glaciers rocheux actifs (38-50°, White, 1981) et surtout les sondages électriques n'ont pas révélé la présence de couche gelée en profondeur. Ces glaciers rocheux sont inactifs mais ne sont pas des formes fossiles. Leur âge précis n'est pas connu, mais d'après leur cartographie, leurs caractéristiques et leur distribution relative dans les Alpes internes suggèrent un âge Tardiglaciaire récent (Dryas récent ?; Evin, 1989).

Plus en aval, vers 2050 m d'altitude, un amas de quartzite de 300 m² (Photo 7) porte la même forme frontale que celle des trois glaciers rocheux. Entre cet amas et les glaciers rocheux en amont, s'étendent plusieurs bandes de pierre (quartzites) et toute la zone intermédiaire est largement couverte par une pellicule de quartzites (Photo 8). L'interprétation possible est le front et les délaissées morainiques d'un glacier froid pelliculaire, plutôt qu'un glacier rocheux *stricto sensu*.

3.2.2.5. Glissement de terrain lent

La forme et l'activité des glissements de terrain ne sont pas généralement prononcées sur le bassin-versant, sauf dans deux secteurs: dans la forêt entre les routes forestières des Espagnols et de l'Arpette et dans la forêt du Fevet (Photo 9). Bien que la surface de glissement ne soit pas visible, les irrégularités de pentes peuvent indiquer un mouvement de terrain. A une niche d'arrachement ou de décollement peu nette succède une pente longitudinale concave, parfois ondulée ou boursouflée. Le bourrelet frontal de glissement de terrain, qui a peut-être dépalcé un peu le chenal du Torrent de l'Eglise, est discernable. Les glissements actuels ne sont pas très actifs, mais les tensions au niveau de la cicatrice d'arrachement sont appréciables (racines tendues, racines sectionnées). La localisation des unités glissées et la courbure du chenal du torrent suggèrent que l'incision fluviale a provoqué un déséquilibre du versant surincombant.

3.2.2.6. Solifluxion et gélifluxion lente

La loupe de solifluxion est une forme remarquable et abondante dans le bassin-versant (moyen et supérieur). Le tapis végétal discontinu est boursoufflé et forme des rides parallèles. Le matériel soliflué se compose de sables limono-argileux. Les zones de solifluxion, parcourue par des chenaux d'écoulement superficiel ne sont pas très déclives (10-30°; Photo 10); elles sont donc

naturellement humides et colonisées par les Aulnaies (*Alnus* sp.). Les observations de terrain permettent d'estimer une vitesse de déplacement par solifluxion de quelques mm par an.

3.2.2.7. Ruissellement

Le ruissellement est dû à la fusion nivale et à la pluie estivale. Le ruissellement diffus ne paraît pas provoquer une érosion importante. Le ruissellement concentré a un rôle plus grand parmi les processus géodynamiques. Trois types ont été distingués: ruissellement lent diffus, ruissellement concentré et ravinement.

Le ruissellement lent diffus, fréquemment observé entre 1300 et 1700 m d'altitude (bassin moyen) n'engendre pas une incision linéaire du sol et n'est pas aisément observable sur le terrain, surtout sous forêt. Le ruissellement concentré est associé à des rigoles, qui sont initiées à partir d'une rupture de pente et d'une source. La rupture de pente majeure vers 2000 m d'altitude est importante du point de vue hydrologique et joue sur l'organisation spatiale du réseau d'écoulement, qui se traduit par une topographie transversale dissymétrique. Ce type de ruissellement est localisé, comme le précédent dans la partie moyenne du bassin-versant. Dans la partie supérieure, les glaciers rocheux paraissent jouer un rôle en déterminant le cheminement de l'écoulement, car les deux principaux chenaux de ruissellement concentré prennent naissance au pied du front du glacier rocheux.

Un ravinement lent à rapide est observé dans les quartzites pourris de la crête (bordure sud du bassin; Photo 11). Les ravins (0.5 à 2.5 m de largeur et 0.5 à 1.5 m de profondeur) sont suivis par un petit cône de déjection en aval. La roche très triturée se décompose facilement en graviers et sables pulvérulents. La morphologie des ravins change beaucoup dans un laps de temps court, chaque été, le ravinement actif et le ruissellement diffus entraîne quelquefois par an une modification des modelés dans ce contexte lithologique particulier.

3.2.3. Processus mixtes ou composés

3.2.3.1. Erosion torrentielle

L'érosion torrentielle se traduit par deux processus principaux: l'incision du lit par affouillement, l'arrachement torrentiel et le sapement des berges, ces processus agissant en interaction complexe. Les processus d'affouillement et d'arrachement ne sont pas différenciés ici, mais le sapement de berge est représenté.

L'érosion torrentielle, relativement active dans la partie moyenne du bassin entre 1300 et 1700 m d'altitude, se traduit surtout par un sapement de berge de façon concentrée (Photo 12). Cette zone peut être considérée, du point de vue morphodynamique, comme la partie où le processus d'érosion régressive ou rétrograde domine. En revanche, dans la zone située au-dessous de 1300 m, des terrasses mineures ont une dénivellation de 0.5 à 1 m de hauteur (Photo 13). La surface de ces petites terrasses est constituée de blocs et galets peu émoussés de 30 cm de diamètre maximum. La présence de ces galets indique une épaisseur d'au moins 1 m lors du passage du flot torrentiel.

3.2.3.2. Processus très lent, très peu actif ou dominés par la pédogénèse

Deux processus ont été reconnus: la reptation et l'altération. Au premier processus sont imputables les terrassettes et pieds de vache. Dans certains cas, la reptation est si prononcée que le fauchage des schistes apparaît, en particulier dans les facies les plus meubles ou les plus

schistoses (micaschistes), notamment dans la zone comprise entre les routes des Espagnols et de l'Arpette (corniches, fissures, fauchage et éboulis vers 1850 m d'altitude environ).

3.2.4. Processus créés par l'intervention anthropique

3.2.4.1. Remblai des routes

Fréquemment observé, il s'avère important dans la partie moyenne du bassin-versant, le long d'une nouvelle route montant vers la station de ski (1350 m). Les matériaux du remblai sont principalement composés de blocs dispersés, graviers et sables. Meubles et incohérents, ces matériaux sont remobilisables et sensibles aux processus gravitaires et au ruissellement.

3.2.4.2. Ruissellement linéaire par abandon du réseau de drainage

Le réseau d'écoulement a été artificiellement modifié par construction de conduites souterraines, qui n'est pas représenté sur la carte des formes d'érosion. On a représenté le ruissellement linéaire superficiel par abandon du réseau de drainage, ce qui se produit par exemple au-dessus de la rupture majeure vers 2200 m et encore vers 1580 m d'altitude sur la pente de la rive gauche de l'Eglise. En aval de la rigole créée par le ruissellement s'étale un petit cône de déjection (Photo 14). Le cône de quelques m² est constitué de cailloutis secs et frais, suggérant un ruissellement actif. Cependant, la rigole étant souvent sèche, ces dépôts sont temporairement déplacés par le ruissellement pluvial, probablement pendant les orages d'été.

3.2.4.3. Ruissellement sur zones construites et/ou imperméabilisées

Une partie du bassin-versant est occupé par un court de tennis et les premières habitations des Arcs 1800 dont le sol est bétonné. Ces terrains favorisent donc des ruissellements par temps de forte pluie. Le ruissellement issu des courts de tennis paraît moins important dans la mesure où il ne provoque pas de grosses rigoles en aval, mais sa surface risque d'être sujette à l'érosion superficielle.

4. Etagement des processus géodynamiques

Le zonage géodynamique du bassin-versant de l'Eglise établit l'étagement des processus actuels, récents ou hérités.

La zone supérieure entre 2400 et 2000 m d'altitude est dominée par des processus périglaciaires tels que la gélifluxion et la gélireptation. Les glaciers rocheux, aujourd'hui inactifs, sont les formes périglaciaires les plus remarquables. Cependant, les paramètres de vitesse et de volume de masse déplacée n'ont pas été mesurés, hormis les indications fournies ci-dessus (de même pour les bandes de pierres). La superposition de la carte des formes d'érosion et de celle de l'écoulement superficiel suggère que l'eau courante s'enfouit dans certains éboulis, notamment dans le front des glaciers rocheux de Clocheret et Arpette Nord, ainsi que dans certaines bandes de pierres. Il en résulte que l'écoulement hypodermique joue peut-être un rôle dans le déplacement lent des blocailles.

La zone comprise entre 2000 et 1700 m est marquée par la dominance des processus de solifluxion, que deux facteurs semblent favoriser: (1) la position du système morphologique au pied de la rupture de pente majeure, vers 2000 m d'altitude, coïncidant avec l'émergence de nombreuses sources; (2) la présence de dépôts morainiques isérois, sablo-argileux. La texture du

matériel semble très favorable au démarrage de la solifluxion, des phénomènes de fluage et de coulées de débris de petite dimension ayant été observés en hiver 1990 au-dessus et au-dessous de la route de l'Arpette aux Espagnols.

La zone moyenne comprise entre 1700 et 1400 m d'altitude, qui se caractérise par le fort pendage du substratum et par une formation superficielle altérée, est dominée par les deux processus d'érosion torrentielle et d'éboulement. Le sapement de berge est le processus dominant le long du ruisseau de l'Eglise. L'affouillement du lit remet probablement en marche l'éboulis stabilisé ou les altérites le long des berges, ayant pour résultat le sapement de berge. En revanche, le processus d'éboulement domine sur les interfluves. Certains éboulements résultent des interventions humaines, notamment de la construction de nouvelles routes. Toutefois, cette zone paraît être plus sensible à l'éboulisation, même sans prendre en compte l'impact anthropique.

La partie inférieure, en-dessous de 1400 m d'altitude, se caractérise par un encaissement plus fort qu'ailleurs. Les éboulements sont moins nombreux que dans la partie moyenne mais les glissements de terrain y dominent. Le processus est apparemment dû au déséquilibre gravitaire que suscite cette grande pente.

Remerciements

Nous remercions vivement mesdames H. Vivian et C. Gaillard, et messieurs R. Vivian, J.P. Dedieu et A. Thomas (Institut de Géographie Alpine, Université de Grenoble I, France) qui nous ont apporté une aide précieuse au laboratoire et sur le terrain. Nous exprimons notre gratitude à madame A. Rivière pour avoir assuré la lecture du manuscrit. Nous sommes aussi très reconnaissants à la "Fukutake Science and Culture Foundation (Tokyo)" qui nous a soutenu financièrement au cours de cette étude.

Références

- Baulig, H. (1970): *Vocabulaire franco-anglais-allemand de géomorphologie*. Ed. Ophrys, 230pp.
- CILF (Conseil International de la Langue Française)(1979): *Vocabulaire de la Géomorphologie*, Hachette, 218 pp.
- Evin, M. (1989): Les glaciers rocheux des Arcs. Rapport inédit., LAMA, Univ. Grenoble, 23 pp.
- Francou, B. (1982): Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *Revue de Géographie Alpine*, LXX, x, 279-300.
- Huchon, H. (1982): Aménagement et érosion torrentielle: La Ravoire des Arcs en Tarentaise. "*Montagne et Aménagement*", Coll. de Chamonix, 1981, Grenoble (LAMA), pp. 35-40.
- IGN (1984): Carte topographique 1/25000, feuille 3532 Est, Bourg St Maurice. Inst. Géogr. Nat., Paris.
- Nicoud, G. (1987): L'eau potable en haute montagne: contrôle des ressources par les milieux peu perméables fracturés. Exemples des Alpes de Savoie. *Hydrogeologie*, 3, 177-184.
- Seret, G. (1983): The origin and movement of rock glaciers. In: Evenson B., Schluchter C. and Rabassa J., Eds., *Tills and related deposits; genesis, petrology, application, stratigraphy*. A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 351-355.
- SOGREAH (1981): Compte rendu d'examen préliminaire des torrents de la station des Arcs (Décembre 1981), Rapport DDE Savoie, commune Bourg St Maurice, 26pp. 1 carte.
- White, S.E. (1981): Alpine mass movement forms (non-catastrophic): classification, description, and significance. *Arctic and Alpine Research*, 13, 127-137.

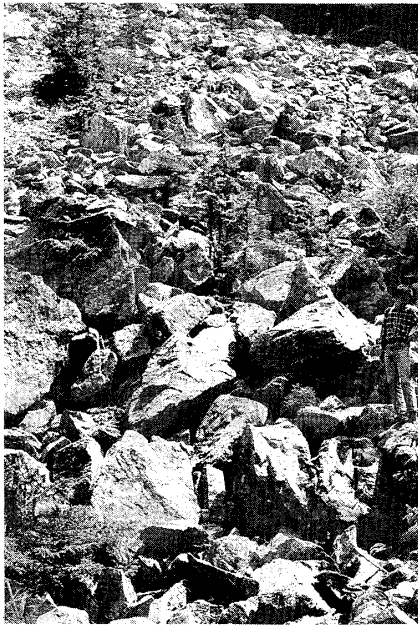


Photo 1 Amas de blocs plurimétriques de grès à facies "openwork" vers 1800 m d'altitude, secteur amont des Espagnols (le 9 juin 1988)

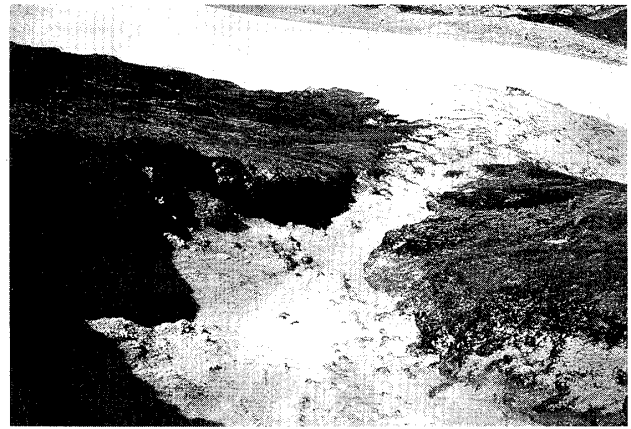


Photo 2 Un exemple d'éboulement dans la paroi quartzitique altérée et cône de débris pulvérulents, 2350 m d'altitude (le 22 juin 1988)



Photo 3 Un exemple d'éboulement sur la nouvelle route, 1500 m d'altitude (le 31 mai 1988)



Photo 4 Blocs quartzitiques allongés dans un talweg, 2150 m d'altitude (le 2 juillet 1989)

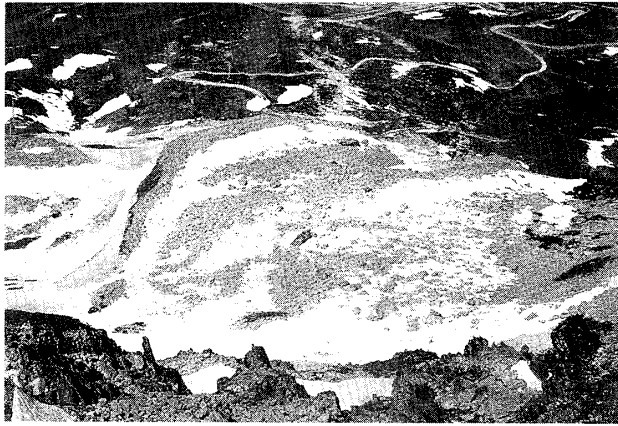


Photo 5 Modelé superficiel du glacier rocheux de l'Arpette (vu de la crête sommitale du bassin-versant)(le 22 juin 1988)



Photo 6 Coupe de la partie frontale du glacier rocheux de l'Arpette montrant le grano-classement inverse des matériaux, 2230 m d'altitude (le 22 juin 1988)



Photo 7 Champs de blocs de quartzite de l'Altiport, 2050 m d'altitude (le 1er juillet 1989)



Photo 8 Dépôt de pente, 2200 m d'altitude (le 2 juillet 1989)

Du bas vers le haut: altérite ocreuse tronquée avec lithosol; premier convoi à blocs quartzitiques infra-décimétriques; ranker avec grano-classement inverse; deuxième convoi à gros blocs de quartzite.



Photo 9 Cicatrice d'arrachement d'un glissement de terrain actif sous forêt vers 1550 m d'altitude, Le Fevet (le 5 mai 1989)

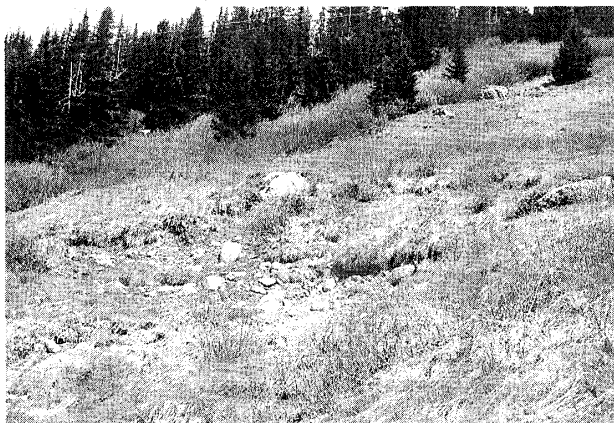


Photo 10 Un exemple de solifluxion sur la piste de ski (le 9 juillet 1988)

Déchirure du tapis végétal et arrachement dans le dépôt morainique isérois épais. Bordure nord du bassin, vers 1900 m d'altitude.



Photo 11 Réseau de ravins ouverts sur les pentes nues des massifs quartzitiques fracturés, vers 2300 m d'altitude (le 26 août 1988)

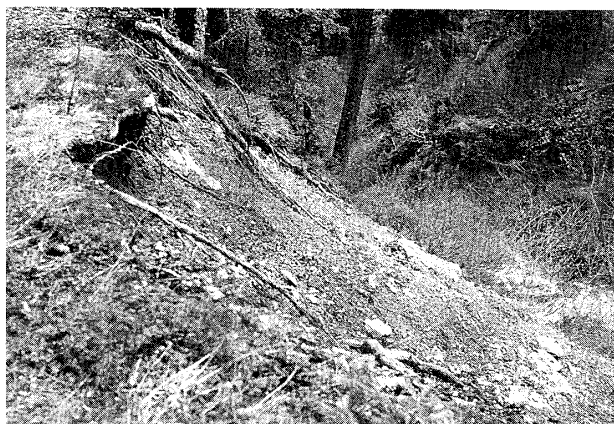


Photo 12 Sapement de berge, 1600 m d'altitude (le 21 juin 1988)



Photo 13 Dépôt torrentiel mineur formant une terrasse basse dans le lit du chenal de l'Eglise, 1250 m d'altitude (le 21 juin 1988)



Photo 14 Rigole de ruissellement et petit cône de déjection (plaquettes de schiste) à 1580 m d'altitude sous forêt (rive gauche)(le 11 mai 1988)